

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Modelos de silicificación en los carbonatos lacustres-palustres del Paleógeno del borde NE de la Cuenca del Tajo

Por MARIA ARRIBAS (*) y MARIA A. BUSTILLO (**)

RESUMEN

En los sedimentos paleógenos del NE de la Cuenca del Tajo, existen episodios de sílex que aparecen repetidamente en secuencias de sedimentación carbonática lacustre-palustre, dentro de las secciones de Torremocha de Jadraque y Huérmeces del Cerro.

Los materiales que constituyen las secuencias han sido clasificados en cuatro tipos: *carbonatos coherentes* (calizas homogéneas, dolomías, brechas calcáreas, calizas oquerosas y calizas nodulosas); *carbonatos deleznales* (chalks, chalks dolomíticos, margas, margas dolomíticas); *facies detriticas* y *facies arcillosas*. De todo este conjunto de facies el sílex se localiza preferentemente en las calizas homogéneas y en los tramos de arcillas sepiolíticas. Los sílex están formados fundamentalmente por cuarzo α . El ópalo C-T aparece sólo en la corteza que rodea a los nódulos más modernos y en aquellos nódulos incluidos en las arcillas sepiolíticas, porque las arcillas retardan la transformación ópalo C-T \rightarrow cuarzo. Los tipos principales de sílex definidos: cristalino y mate, son explicados por la diferente disponibilidad de sílice intersticial en el medio, apareciendo formas compuestas de ambos, cuando la silicificación se realiza en etapas sucesivas en las que varía esta disponibilidad de sílice.

Las silicificaciones son diagenéticas tempranas y se originan en épocas de retracción del lago según dos modelos: A) En ambiente vadoso, a techo del nivel freático. B) Bajo lámina de agua cuando el espesor de la lámina de agua es pequeña. En este segundo caso previamente tienen lugar procesos de dolomitización y neoformación de arcillas magnesianas. La silicificación sería el último proceso que afecta sólo a las facies calcáreas más someras, no coexistiendo nunca con la dolomitización.

ABSTRACT

In the sections of Torremocha de Jadraque and Huérmeces del Cerro of the NE sector of the Tertiary basin, cherts in the palustrine-lacustrine Paleogene carbonate rock are included.

The following lithological facies have been distinguished: *Hard Carbonates* (homogeneous limestones, dolomites, calcareous breccias, holey limestones, and nodular limestones), *Powdery Carbonates* (chalks, dolomitic chalks, marls, and dolomitic marls), *conglomerates*, *sandstones* and *lutites*. The nodules and nodular layers of chert are included preferently in homogeneous limestones and sepiolitic clays.

The chert is composed of α -quartz. The opal-CT appears only in the rims of the youngest cherts and in the nodules included in sepiolitic clays. The latter is due to the fact that the clay delays the opal CT \rightarrow quartz transformation.

Two main kinds of chert are defined: crystalline and matt chert. The crystalline chert is formed by a very intense silicification and has no remains of the host rock. In the matt chert the silicification is weak and prevails many remains of the host rock. The amount of interstitial silica in the pore fluid of the carbonate sediment is responsible for these two kinds. Cherts composed of both kinds appear when two successive silicification processes, involving different silica amounts, take place.

The early silicification is produced during the retraction of the lake according to two models: A) Vadose environment. The silicification was possibly caused by the evaporation at the top of the water table or by the mixture of siliceous ground water with more acidic infiltrating rain water. B) Under lake water, when the lake is near desiccation. In this second case the early silicification took place only in littoral limestones, without the dolomitization and neoformation of Mg-clays that affect the more profundal carbonates.

(*) Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Universidad Complutense. Madrid.

(**) Departamento de Geología, José Gutiérrez Abascal, 2, CSIC. Madrid.

1. INTRODUCCION

En los sedimentos paleógenos que forman parte del relleno de la Cuenca Terciaria del Tajo en su borde septentrional, destacan numerosos niveles nodulares y nódulos de sílex en las localidades de Torremocha de Jadraque y Huérmeces del Cerro (Guadalajara). Los niveles silíceos aparecen repetidamente dentro de rocas calcáreas o arcillosas presentando estructuras complejas y posiciones determinadas dentro de los episodios carbonatados.

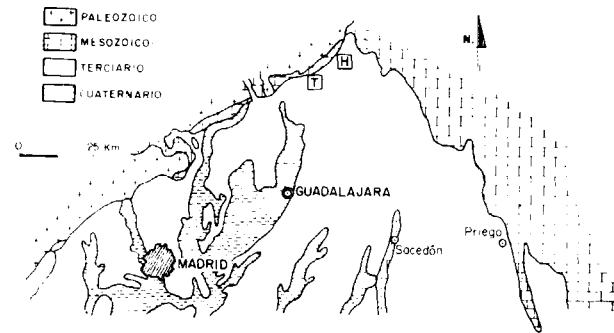


Figura 1.—Mapa de situación de las secciones estratigráficas.

En general, los episodios de sílex formados por silicificación pueden ser independientes de la sedimentación, con lo cual el medio sedimentario no influye directamente, o pueden estar muy relacionados con ella, a pesar de constituirse postsedimentariamente.

El estudio conjunto de las características petrológicas de los episodios silíceos y de las rocas asociadas, tal y como se plantea en este trabajo, permite determinar las condiciones de formación generales que originan la coexistencia de las rocas silíceas con el resto de los sedimentos. El estudio del sílex puede desvelar a su vez ciertas características de la sedimentación que no quedan bien reflejadas en la actualidad en los sedimentos asociados (procesos de bioturbación, presencia de minerales evaporíticos, existencia de materia orgánica, ..., etc.).

2. ENMARQUE ESTRATIGRAFICO

La sucesión paleógena en la que se centra este estudio se apoya discordantemente sobre los ma-

teriales margoso-yesíferos, que en parte constituyen el tránsito con el Cretácico Superior marino (Unidad basal, DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979; Unidad de Jadraque-Cogolludo, PORTERO, 1984). Su techo se encuentra parcialmente cubierto y erosionado, y la potencia máxima medida es de 880 m. en el sector de Torremocha de Jadraque y la mínima de 400 m. en el sector de Huérmeces del Cerro. La sucesión paleógena está constituida por dos unidades: Unidad Carbonatada y Unidad Detrítica (fig. 2).

La *Unidad Carbonatada* queda situada en la mitad inferior de la sucesión paleógena, y se caracteriza por presentar una alternancia de litologías carbonatadas (margas, margas dolomíticas, calizas, calizas con sílex y dolomías) con algunas intercalaciones de materiales detríticos (areniscas y conglomerados) y arcillosos. La potencia de la unidad carbonatada varía desde 400 m. en los sectores de Beleña de Sorbe y Huérmeces del Cerro, hasta 500 m. en el sector de Torremocha de Jadraque.

La *Unidad Detrítica* se sitúa encima de la anterior, siendo el tránsito entre ambas unidades gradual. Esta unidad está formada por una sucesión de litologías detríticas (limos, areniscas y conglomerados) y en ocasiones puede presentar alguna intercalación de sedimentos carbonáticos. Su potencia es variable, alcanzando un valor máximo de 350 m. en el sector de Beleña de Sorbe y un valor mínimo de 200 m. en el sector de Huérmeces del Cerro.

Los sedimentos paleógenos presentan tipos de facies similares en todos los afloramientos encontrados. La evolución de las facies en sentido vertical se caracteriza por la presencia de facies carbonatadas lacustres en la base (ARRIBAS, 1984), y facies detríticas de abanicos aluviales a techo (ARRIBAS et al., 1983), correspondiendo a las unidades carbonatada y detrítica, respectivamente.

En esta sucesión paleógena existen varios yacimientos de fósiles, en las localidades de Torremocha de Jadraque, Espinosa de Henares, Viana de Jadraque y Huérmeces del Cerro. Los fósiles corresponden tanto a fauna y flora lacustre (gasterópodos, caráceas, anfibios, cocodrilos, peces, etc.) como a fauna terrestre (micromamíferos), dando esta asociación faunística una edad para la base de la sucesión paleógena de al menos Headoniense (ARRIBAS et al., 1983).

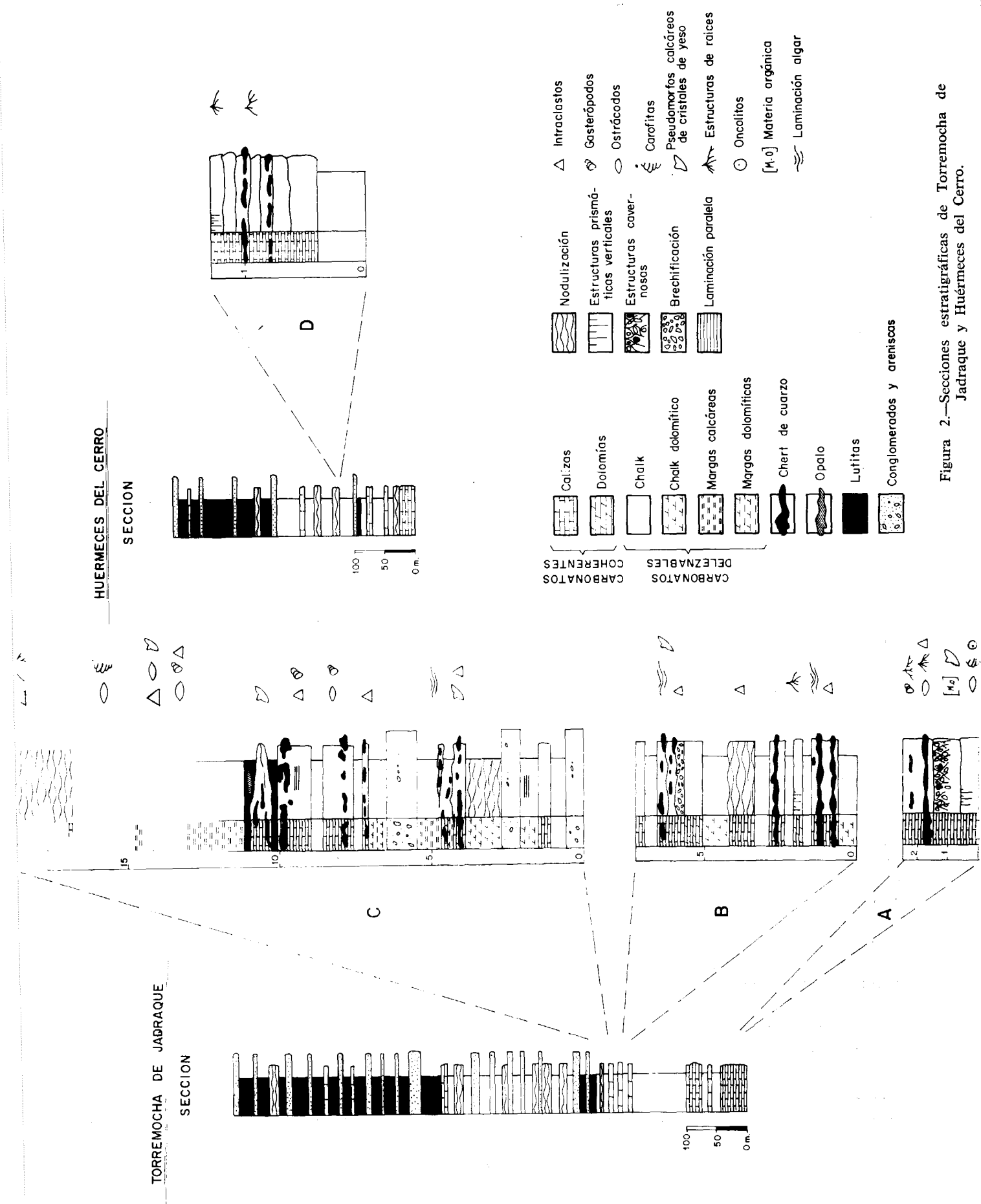


Figura 2.—Secciones estratigráficas de Torremocha de Jadraque y Huérmeces del Cerro.

3. DESCRIPCION DE FACIES

En las secciones estratigráficas de Torremocha de Jadraque y Huérmeces del Cerro (fig. 2), y dentro de los tramos con nódulos y niveles nodulares de sílex de la Unidad Carbonatada, se diferencian distintos tipos de facies carbonatadas, detríticas y arcillosas.

3.1. FACIES CARBONATADAS

El estudio en detalle de las facies carbonatadas reveló una gran diversidad de tipos de sedimentos. En un primer intento de clasificación se diferenciaron dos grupos de carbonatos en función de la dureza y competencia observables en el campo: carbonatos coherentes y carbonatos deleznales. Asimismo, dentro de estos dos grupos se distinguieron tipos de facies, que a continuación describimos.

3.1.1. Carbonatos coherentes

Es un grupo de facies que se caracteriza por formar niveles o capas continuas, duras, y bien estratificadas. Generalmente, presentan colores blancos y beige. Se distinguen los siguientes tipos:

a) Calizas homogéneas

Son cuerpos bien estratificados, no observándose procesos de alteración pedogenética. La potencia oscila entre valores de 0,1 y 2 m. Petrográficamente son: micritas bioturbadas, micritas con pseudomorfo de yeso, micritas con fósiles (gastropodos, ostrácodos y caráceas), micritas intracásticas y micritas con laminación algar y a veces oncolitos. Pueden tener una cierta cantidad de residuo insoluble, pero no sobrepasa el 9 por 100. Asimismo, se han detectado en algunas muestras indicios de dolomita. Algunos de estos estratos presentan procesos de silicificación. Se asocian a diferentes tipos de facies carbonatadas tanto coherentes como deleznales.

b) Dolomías con o sin estructuras prismáticas verticales

Son poco frecuentes, y pueden presentar una disyunción columnar a techo de los estratos formando estructuras prismáticas verticales, debido

a procesos de tipo edáfico. La potencia oscila entre valores de 0,30 y 0,60 m. Petrográficamente son dolomicritas. La matriz de estas microfacies presentan procesos de fracturación y cementación esparítica en grietas y canales perpendiculares a la estratificación, debido probablemente al proceso de bioturbación observado a la macroescala (penetración de raíces). Se asocian a facies de chalk dolomítico.

c) Brecha calcárea

Es un tipo de facies muy rara, localizándose en los tramos A y B de la Sección de Torremocha de Jadraque. Esta brecha calcárea está formada por fragmentos o clastos de calizas margosas englobados por una matriz margosa suelta o bien por un cemento esparítico. Petrográficamente, los clastos corresponden a micritas con procesos de cementación. El cemento esparítico rellena vugs, canales y halos alrededor de intraclastos que se diferencian dentro de la micrita. Se asocian a facies de calizas homogéneas con procesos de silicificación y dolomías.

d) Calizas oquerosas

Son un tipo de facies que se presentan en las bases de las Secciones de Torremocha de Jadraque y de Huérmeces del Cerro, aunque en esta última sección no se observó con silicificaciones. La potencia de estas facies oscila entre 0,4 y 1,2 m. Son masivas y presentan un aspecto acarniolado, con una gran porosidad debida a procesos de disolución. Los poros son de tipo caverna y suelen encontrarse revestidos por sílice y arcillas. Petrográficamente, son pseudoesparitas e intrapseudoesparitas con fuertes procesos de recristalización. Sin embargo, de manera puntual el proceso de recristalización no llega a ser tan intenso y se pueden diferenciar restos de un primitivo sedimento micrítico con apariencia estromatolítica. Se asocian a facies de calizas homogéneas con o sin procesos de silicificación.

e) Calizas nodulosas

Son masivas y no se diferencian bien los planos de estratificación debido a los fuertes procesos de nodulización. Van acompañadas a procesos de marmorización. La potencia oscila entre valores de 0,80 y 2 m. Dentro de estas facies se han observado intraclastos y bioturbación debida a raíces.

Petrográficamente, son micritas con escasa fauna, pero con una cementación esparítica en poros de tipo: canal, «vugs», halos, etc., debida posiblemente a raíces. Se asocian a facies de calizas homogéneas y margas.

3.1.2. Carbonatos deleznales

Es un grupo de facies que se caracterizan por que no tienen cohesión, formando sedimentos sueltos, sin cementar y con colores blancos o beige, en general. La determinación de los diferentes tipos se ha realizado en base a la proporción de residuo insoluble y a la cantidad de dolomita en el carbonato. Aquellas muestras con más del 20 por 100 de residuo insoluble se han clasificado como margas, y aquellas con más del 20 por 100 en dolomita han sido consideradas de carácter dolomítico. Los estudios de mineralogía de arcillas realizados sobre los residuos insolubles determinaron la presencia frecuente de la asociación smectita-paligorskita-mica. Los diferentes tipos petrológicos definidos son:

a) Chalks

La proporción de calcita oscila entre el 80-95 por 100, siendo el resto arcillas y terrígenos de cuarzo. La potencia varía entre 0,25 y 2 m. Se asocian a tipos diferentes de facies carbonatadas coherentes.

b) Chalks dolomíticos

También forma un tipo de facies pulverulenta cuya composición mineralógica varía entre un 80 y un 95 por 100 en carbonato, teniendo este carbonato entre un 25 y un 65 por 100 de dolomita. El residuo insoluble es arcilloso y contiene terrígenos de cuarzo. La potencia de estos niveles oscila entre 0,6 y 1,2 m. Se asocian a dolomías y a calizas homogéneas con nódulos de sílex.

c) Margas

Son muy escasas, localizándose unos pocos niveles. El aspecto es semejante al resto de las facies anteriormente vistas, pero con un incremento importante en la cantidad de residuo insoluble (20-50 por 100). El carbonato que forma esta facies es calcita, pudiendo llegar a tener indicios de dolomita. La potencia de estos niveles fluctúa entre 0,3 y 2 m. Se asocian a facies de calizas homogéneas.

d) Margas dolomíticas

Estos sedimentos carbonatados se caracterizan por tener frecuentemente un residuo insoluble entre el 45 y un 55 por 100. La proporción de dolomita oscila entre el 20-100 por 100 del total de carbonatos. El residuo insoluble es de arcillas fundamentalmente. Este sedimento suele tener colores verdosos y presentar una marcada laminación milimétrica. La potencia de estos niveles varía entre 0,5 y 0,8 m. Van asociados a facies de calizas homogéneas con nódulos de sílex y a cuerpos de areniscas carbonáticas.

3.2. FACIES DETRITICAS: ARENISCAS Y MICROCONGLOMERADOS

Son cuerpos de base y techo planoparalelos («sheets»). La estructura interna de estos cuerpos es, por lo general, masiva, aunque suelen presentar también laminación paralela. A veces en su interior se ha observado alineación de cantos en hileras paralelas a la estratificación, y se encuentran tanto a techo como en la base de estos cuerpos. Se han localizado también cantos blandos arcillosos. El tamaño de los granos que se encuentran en su interior está comprendido entre el microconglomerado y la arena fina. Los terrígenos son de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas carbonatadas, observándose sustituciones de feldespatos por calcita. Los tamaños de los cantos no superan el centímetro. La potencia de estos cuerpos terrígenos oscila entre valores de 0,4 y 1 m. Van asociados a facies de margas calcíticas y dolomíticas laminadas.

3.3. FACIES ARCILLOSAS (ARCILLAS SEPIOLITICAS)

Se encuentran formando un nivel dentro del tramo C en la Sección de Torremocha de Jadraque. Tienen un color oscuro marrón, siendo su aspecto acorchado. Los límites de este nivel no son muy precisos, encerrando en su interior facies de calizas homogéneas con nódulos de sílex y nódulos de opalo. La potencia varía entre valores de 1 y 3 metros.

Vemos, por tanto, que de todo el conjunto de facies estudiadas, los nódulos y niveles nodulares de sílex se localizan preferentemente en las ca-

lizas homogéneas y en los tramos de arcillas sepiolíticas, aunque localmente pueden afectar a alguna brecha calcárea palustre.

4. EPISODIOS SILICEOS

Se ha denominado episodio silíceo a un conjunto de nódulos y niveles nodulares de sílex que aparecen incluidos en capas sucesivas de carbonatos y que tienen continuidad lateral.

De acuerdo con este concepto, el análisis de las columnas permite hablar en Huérmeces del Cerro de un solo episodio silíceo y en Torremocha de Jadraque de dos episodios. El inferior de Torremocha es reducido en cuanto a volumen, ya que está formado sólo por tres niveles, sin embargo es complejo en cuanto a los diferentes tipos de manifestaciones silíceas.

Por su aspecto de campo se diferencian tres tipos de niveles o nódulos de sílex: homogéneo de aspecto cristalino, homogéneo de aspecto mate y mixto o compuesto, que está formado por la coexistencia de los dos anteriores en una misma forma nodular o nivel (fig. 3).

4.1. HUERMECES DEL CERRO

Los nódulos y niveles nodulares de sílex se localizan en micritas con fósiles (gasterópodos, ostrácodos y caráceas), a veces con láminas de calcita en empalizadas de origen incierto (fig. 4.1) similares a las que han sido descritas en ambiente kárstico (POMAR et al., 1976). En ocasiones están ligeramente bioturbadas. Estas micritas con fósiles son seguidas por otras con fuerte bioturbación edáfica y mayor proporción de los componentes anteriormente referidos. De esta manera los nódulos se localizan dentro de las capas con menos bioturbación edáfica (asociación de facies número 1, fig. 5).

Los sílex son de tipo homogéneo cristalino. Están constituidos solamente por cuarzo, existiendo pocos restos de la roca caja. Las texturas de silificación más frecuentes son: megacuarzo (mayores de 75 μ), con contornos irregulares (puzzle) y extinción ondulosa o flameada, cuarzo micro y criptocristalino, y más minoritariamente quartzine, encontrándose lutecite en casos excepcionales.

Sustituyendo el caparazón de los gasterópodos aparecen cuarzoes elongados debido a la estructura del caparazón.

Dentro de los gasterópodos y en los canales formados por la bioturbación se observan secuencias en las texturas del cuarzo que son interpretadas como secuencias de cementación (figs. 4.2, 4.3 y 4.4). En estas secuencias de cementación, inicialmente, se producen tapizados alternantes de quartzine parda y calcedonita incolora y después son seguidas por mosaicos de cristales de megacuarzo con contornos rectos (figs. 4.2, 4.3 y 4.4). En algunos casos, las texturas fibrosas, que son las primeras texturas de cementación, aparecen ocupando el centro de las cavidades de los gasterópodos, estando el espacio restante próximo a las paredes del caparazón cementado por megacuarzo (fig. 4.2). Esta última secuencia de cementación es anómala, interpretándose como una sección transversal de un cemento silíceo estalactítico que se forma en ambiente vadoso (BUSTILLO y SORIANO, 1980).

Como hipótesis no se puede descartar que las secuencias anteriormente descritas se formen por reemplazamiento de un cemento de esparita anterior que rellenaría la porosidad primaria de los canales de bioturbación y de los fósiles. Sin embargo, el hecho de que no se hayan encontrado vestigios de esta esparita dentro de los gasterópodos silíceos hace más probable la existencia de una cementación primaria por sílice en ambiente vadoso. En algunas cavidades de gasterópodos se advierten primero fenómenos de reemplazamiento sobre rellenos internos micríticos, que ocupaban parte de la cámara, y luego cementación sobre el resto de la cámara, que estaría hueco (fig. 4.5).

Entonces, en la constitución del nódulo hay que hablar de fenómenos de reemplazamiento y fenómenos de cementación, que se originarían en la diagénesis temprana del sedimento.

Por otra parte, la presencia de quartzine es indicativa de ambiente sulfatado o rico en Mg (KASTNER, 1980), condiciones que no quedan reflejadas en los sedimentos de esta serie. Ello puede ser explicado si consideramos que esta textura también está relacionada con ambientes continentales subaéreos y palustres (GEVIN et al., 1975; WATTS, 1980; SUMMERFIELD, 1983; entre otros).

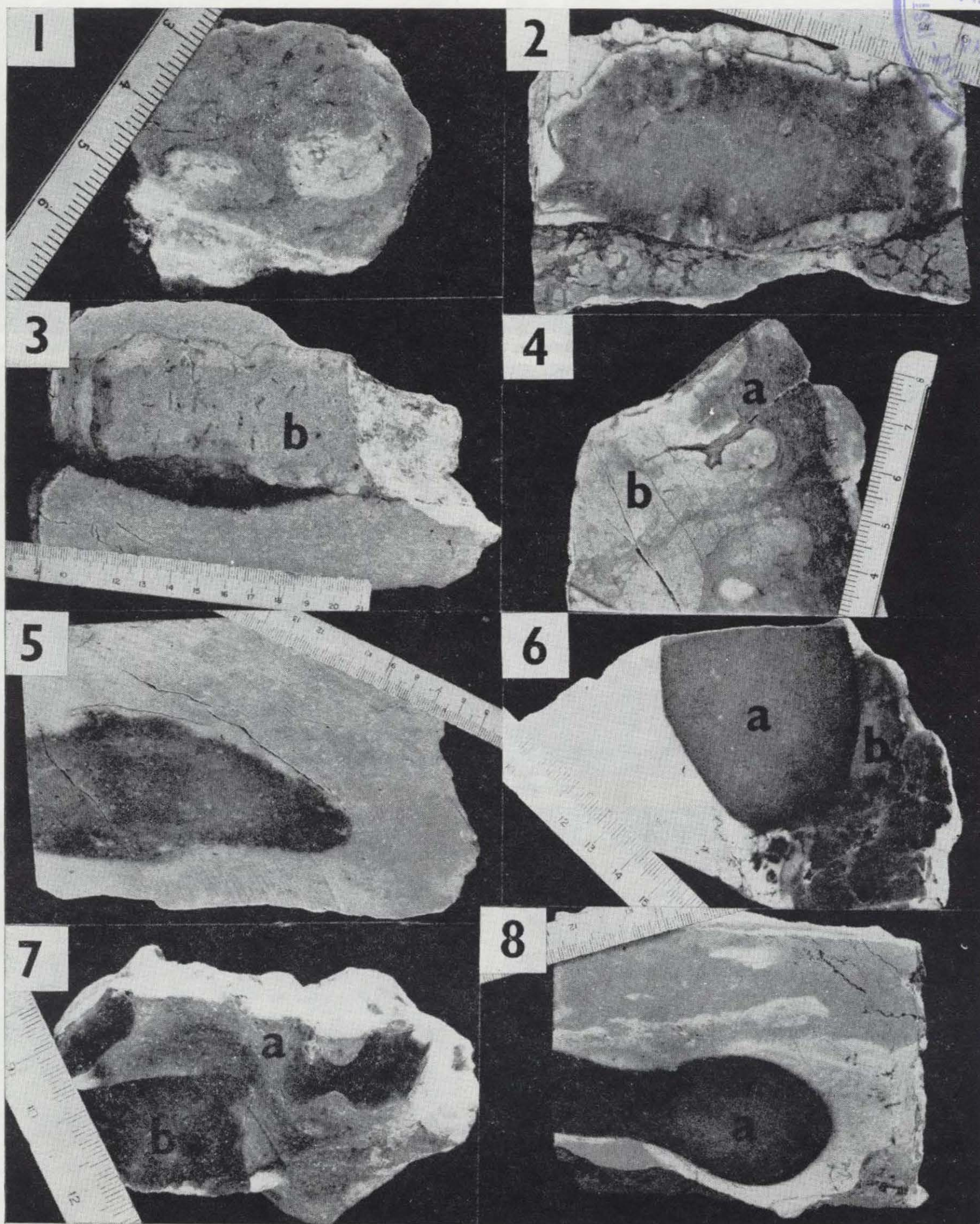


Figura 3.—Secciones pulidas de distintos tipos de sílex. Torremocha de Jadraque.

- 3.1. Nódulo con morfología «en coliflor» en facies de caliza oquerosa. Tramo A.
- 3.2. Nódulo cristalino homogéneo en brecha calcárea palustre. Tramo A.
- 3.3. Nódulo compuesto de sílex mate (a) y sílex cristalino (b). Tramo A.

- 3.4. Nódulo compuesto. Se observa que el sílex mate (a), penetra en el sílex cristalino (b). Tramo A.
- 3.5. Nódulo mate homogéneo en el que se advierten restos de la roca caja carbonática. Tramo C.
- 3.6. Nódulo compuesto de sílex mate (a) y sílex cristalino (b) adaptándose este último al mate. Tramo C.
- 3.7. Nódulo compuesto de aspecto intraclástico: (a): sílex mate; (b): sílex cristalino. Tramo B.
- 3.8. Aureolas alrededor del sílex mate (a). Tramo C.

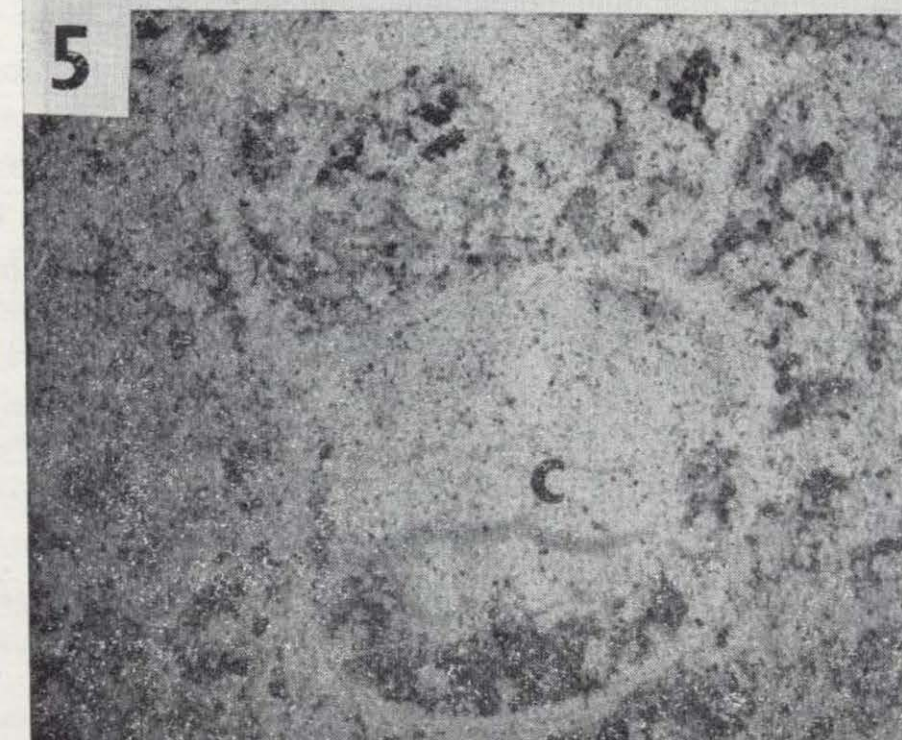
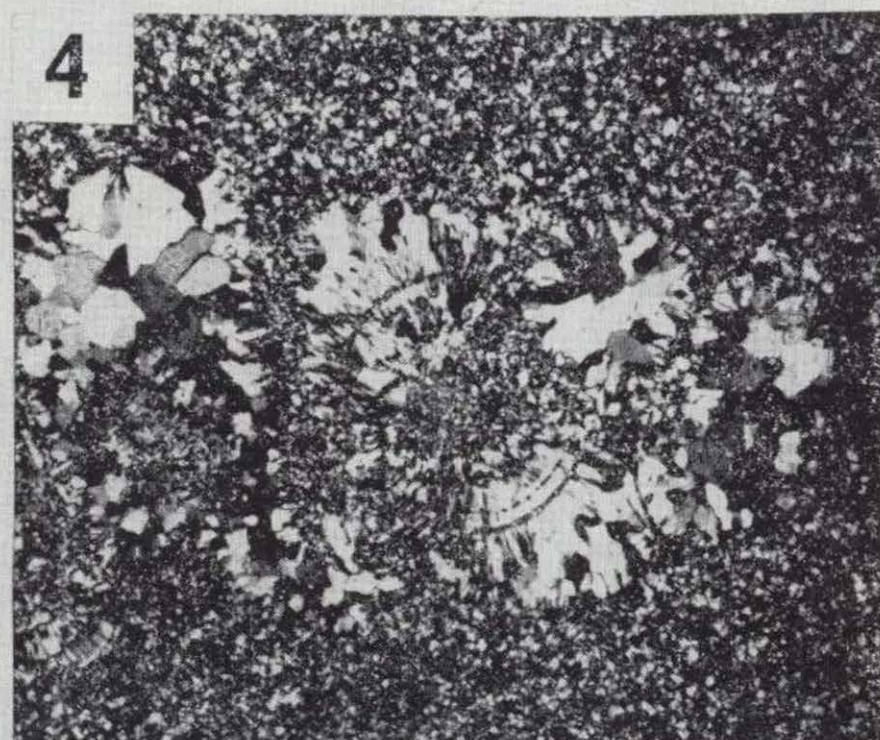
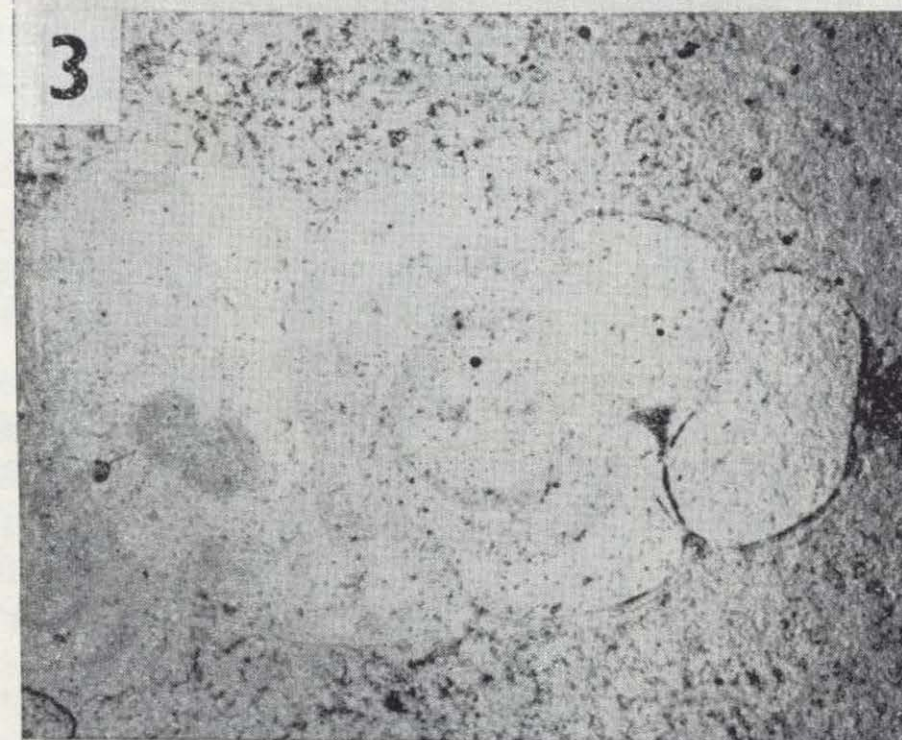
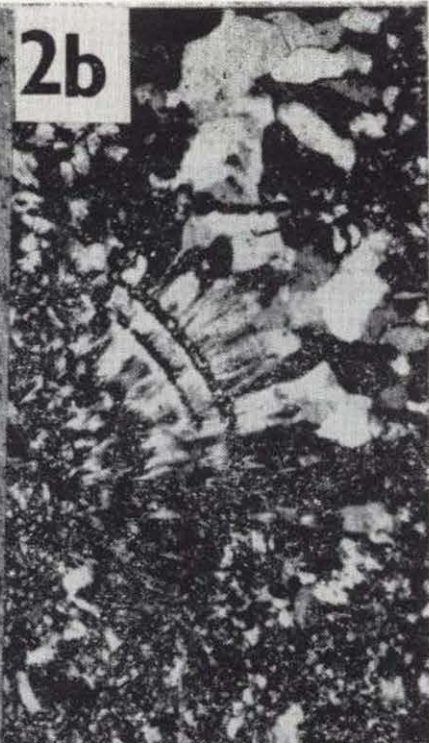


Figura 4.1. Micrita con fósiles y láminas de calcita en empalizada. Escala 250 μ . N //.

Figuras 4.2, 4.3 y 4.4. Gasterópodo cementado por cuarzo. Algunas de sus cámaras presentan las primeras etapas de la cementación en el centro del hueco, como consecuencia de ser secciones transversales de un cemento estalactítico. La flecha indica el sentido en el que progresa la cementación: Q=megacuarzo; c=calcedonita; Qz=quartz-

zine. 4.2a N //; 4.2b N X; escala=250 μ ; 4.3 N //; 4.4 N X, escala=500 μ .

Figura 4.5. Sección de gasterópodo en la que se observa la silicificación de un sedimento interno en la base de la cavidad y cementación del cuarzo en el resto del hueco (c). Escala=250 μ . N //.

Figura 4.6. Estructura laminada festoneada. Escala=100 μ . N //.

Asimismo, la presencia de quartzine puede ser el resultado del envejecimiento de una lussatita previa (UPCHRUCH et al., 1982; BUSTILLO, 1983). Si tenemos en cuenta que precisamente las formas de quartzine son las que muestran la coloración parda por presentar impurezas, podría ser factible que la quartzine proviniese de lussatita habiendo heredado de ella sus impurezas.

4.2. TORREMOCHA DE JADRAQUE

4.2.1. Episodio inferior

Presenta dos manifestaciones silíceas muy diferentes:

- Pequeños nódulos blancos de 5 cm. de diámetro máximo, con formas alabeadas («en coliflor», CHOWNS and ELKINS, 1974) (figura 3.1).
- Nódulos y capas nodulares de sílex homogéneos o compuestos (figs. 3.2, 3.3 y 3.4).

El único carácter común de estas dos manifestaciones silíceas es su proximidad, por lo que pensamos que tienen la misma fuente de sílice.

a) Nódulos «coliflor»

Se localizan sólo en facies de caliza oquerosa, asociación de facies núm. 2 (fig. 5). Aunque en general la roca caja es una pseudoesparita, en ocasiones presenta una microfacies brechoide, donde los clastos tienen una estructura laminada de apariencia estromatolítica o de encostramiento (fig. 4.6) y el cemento (sentido lato) es de esparita. Es una silicificación posterior a la génesis de la brecha porque afecta tanto al cemento como a los clastos (figs. 6.1 y 6.2). Los puntos iniciales de la silicificación son grandes megacuarzos, siendo mayores de 300 μ cuando están completamente formados. Encierran inclusiones desordenadas de anhidrita (figs. 6.1 y 6.2).

Sobre ellos crecen texturas fibrosas de elongación positiva que no suelen presentar inclusiones de anhidrita. En otras ocasiones crecen megacuarzos elongados más pequeños, con extinción flameante, los cuales a veces pueden encerrar las inclusiones de anhidrita. Puntualmente, y de una manera local, pueden existir pequeñas cementaciones silíceas o sustituciones de cementos calcíticos, donde se pueden advertir texturas diferentes, como son calcedonita y mosaicos de cuarzo de tamaño más pequeño (menores de 50 μ).

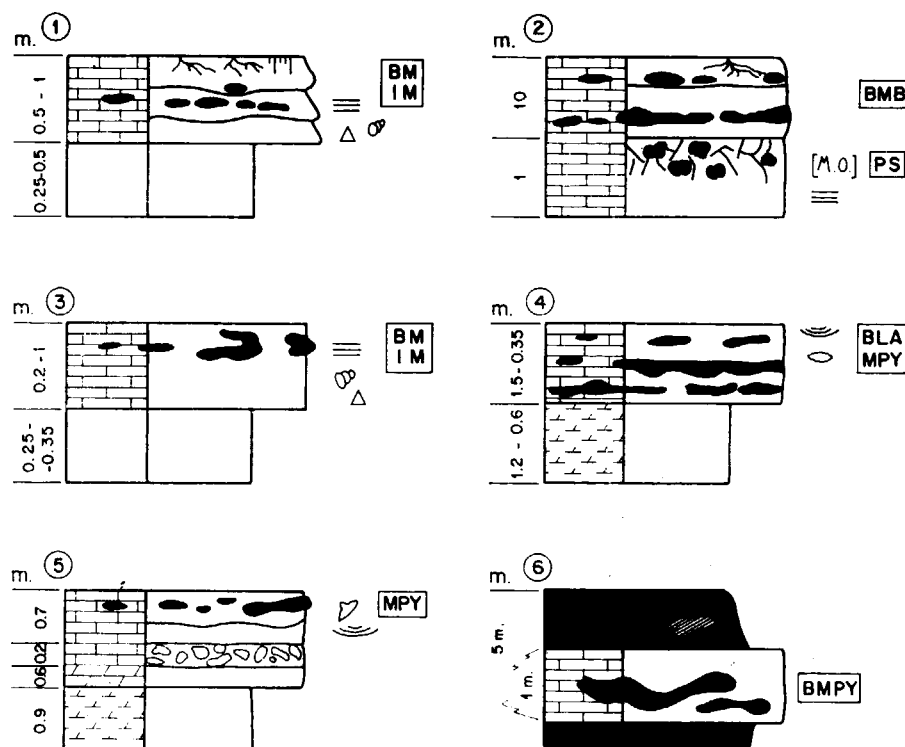


Figura 5. Principales tipos de asociaciones de facies: BM=Micrita con fósiles. BMB=Micritas con fósiles, bioturbadas. IM=Micritas con intraclastos. PS=Pseudoesparita. BLA=Micritas con fósiles y laminación algal. MPY=Micritas con pseudomorfos de yeso. BMPY=Micritas con fósiles y pseudomorfos de yeso. Ver también leyenda de figura 2.

La asociación megacuarzo con inclusiones de anhidrita, cuarzoes elongados con extinción flameante y quartzine, se forman en la sustitución de nódulos evaporíticos (MILLIKEN, 1979).

La forma y color de estos nódulos, y la asociación de texturas de cuarzo anteriormente descrita, no aparece en ninguna otra manifestación silíceas de las columnas. Hay que pensar entonces en un fenómeno local de sustitución de nódulos de anhidrita. Estos nódulos estarían incluidos en unas calizas que actualmente están muy recristalizadas, pero que por su estructura pueden ser interpretadas como una facies laminar estromatolítica o de calcreta.

b) *Nódulos y capas nodulares de sílex*

Se sitúan en la base de la columna, donde las calizas presentan facies poco profundas, siendo en algunos casos brechas calcáreas palustres (asociación de facies núm. 2, fig. 5).

Los sílex son de tipo homogéneo (cristalino o mate) y compuesto (figs. 3.2 y 3.4). El tipo homogéneo cristalino es semejante al descrito en la sección de Huérmeces del Cerro, mientras que el mate está constituido fundamentalmente por cuarzo criptocristalino. Ambos se pueden desarrollar sobre brechas calcáreas palustres (fig. 3.2).

El tipo compuesto está constituido por las dos clases de sílex bien diferenciadas (cristalina y mate) (figs. 3.3 y 3.4). La situación entre sí de ambas clases de sílex indica que el cristalino es previo al mate. Ello es debido a que el cristalino ocupa la parte central del nódulo o capa, mientras que el mate lo rodea adaptándose a él. Asimismo, cuando el cristalino está agrietado el mate penetra o se inyecta por las grietas (fig. 3.4).

Petrográficamente, el cristalino está formado por calcedonita y mosaicos de pequeños cristales de cuarzo, dominando en el reemplazamiento la calcedonita, que se manifiesta como islas de avance. Aparecen también secuencias de cementación (calcedonita-megacuarzo) frecuentemente sobre numerosos tubos de bioturbación (fig. 6.3). Este tipo de sílex en general engloba muchos restos de materia orgánica y la proporción de roca caja incluida en él es muy pequeña.

El mate está constituido fundamentalmente por

cuarzo criptocristalino, que se encuentra entremezclado con la roca caja, reproduciéndose la estructura intraclástica de ésta (fig. 6.4). El tamaño criptocristalino del cuarzo parece indicar una génesis por envejecimiento de una fase precursora opalina. Dicha fase constituiría una forma nodular incluyendo una alta proporción de la roca caja calcárea.

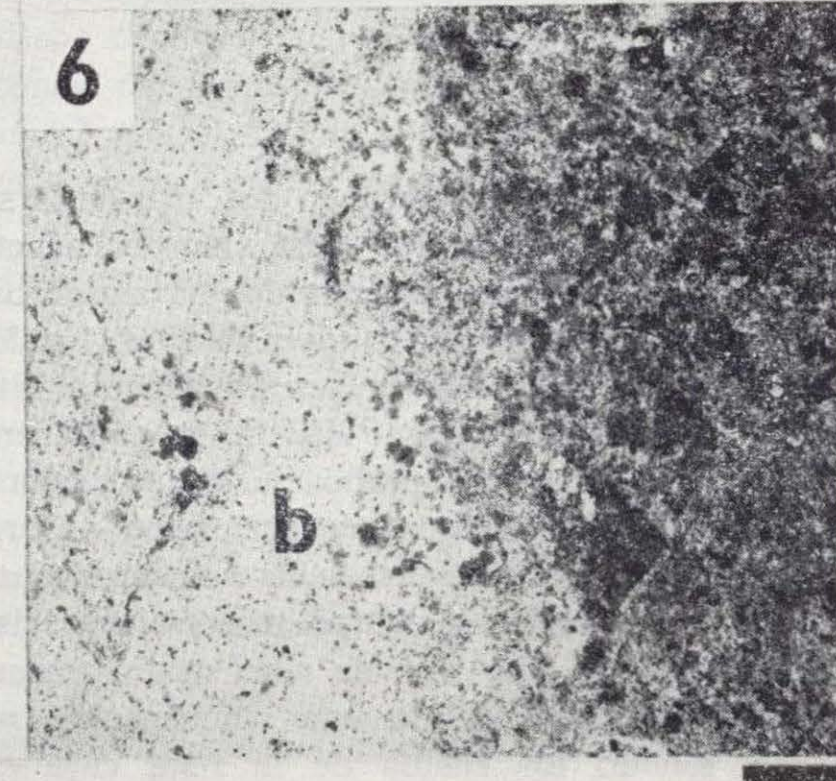
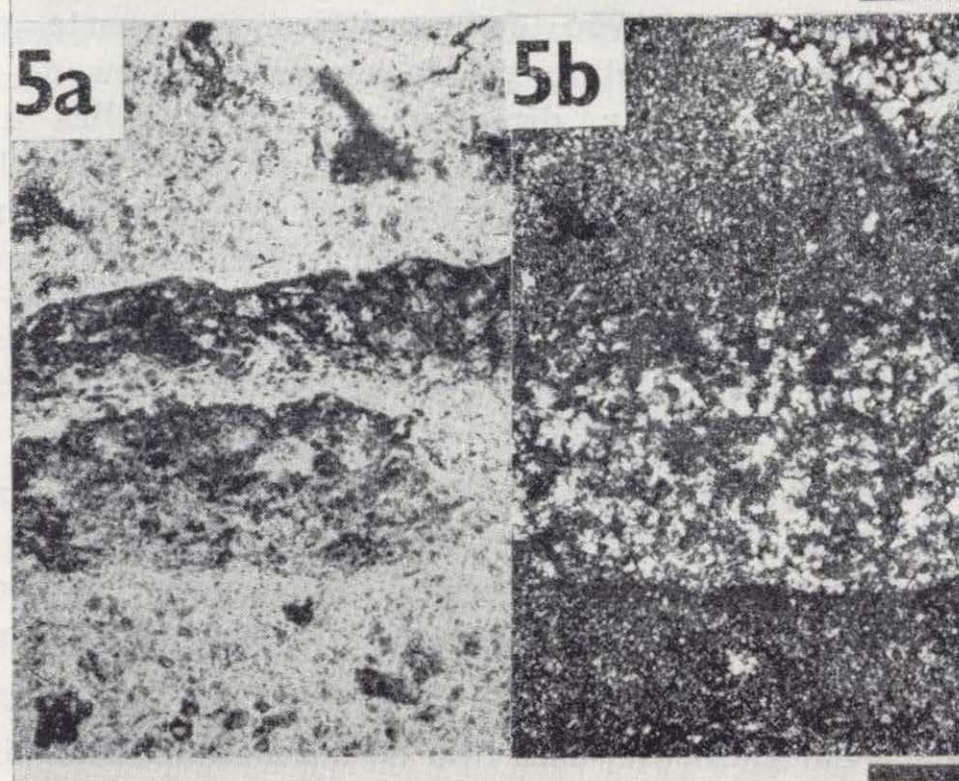
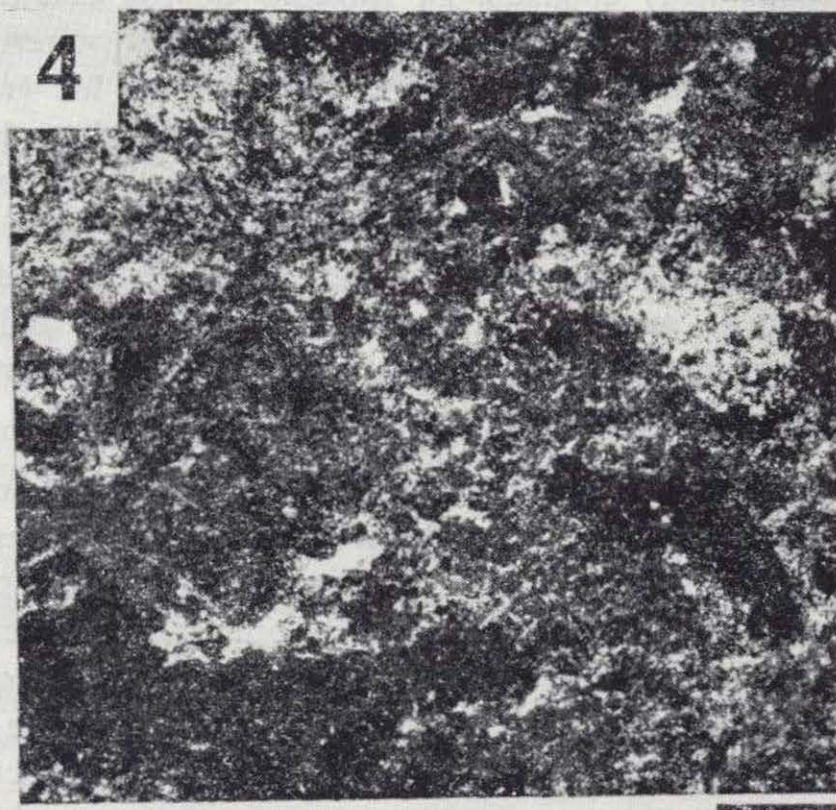
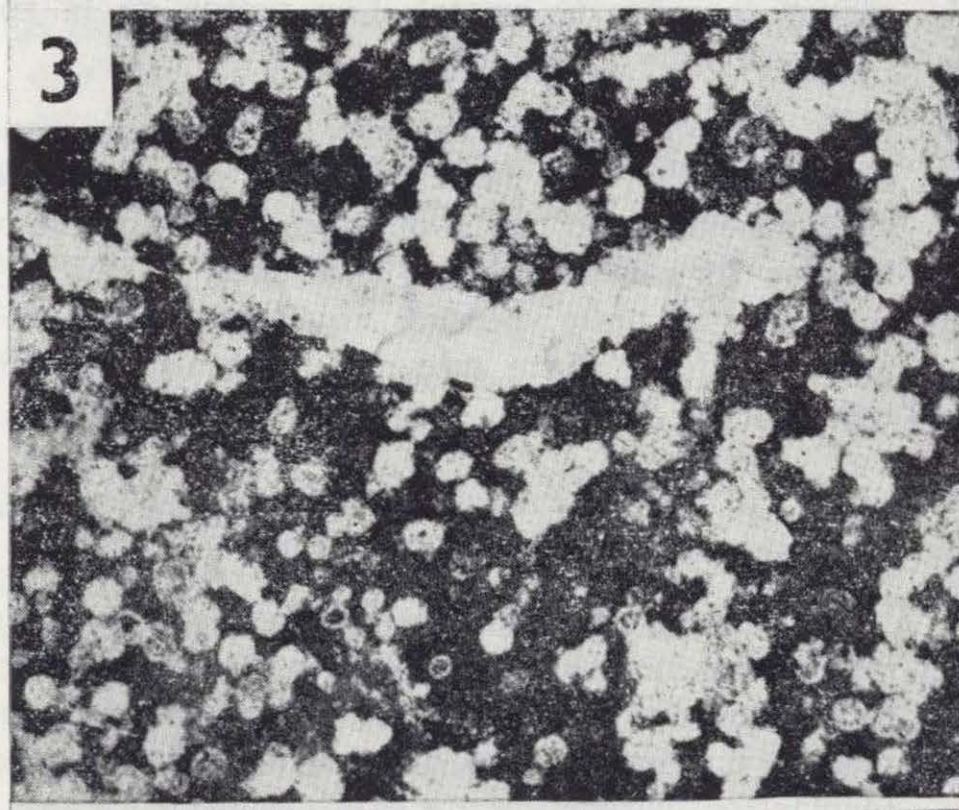
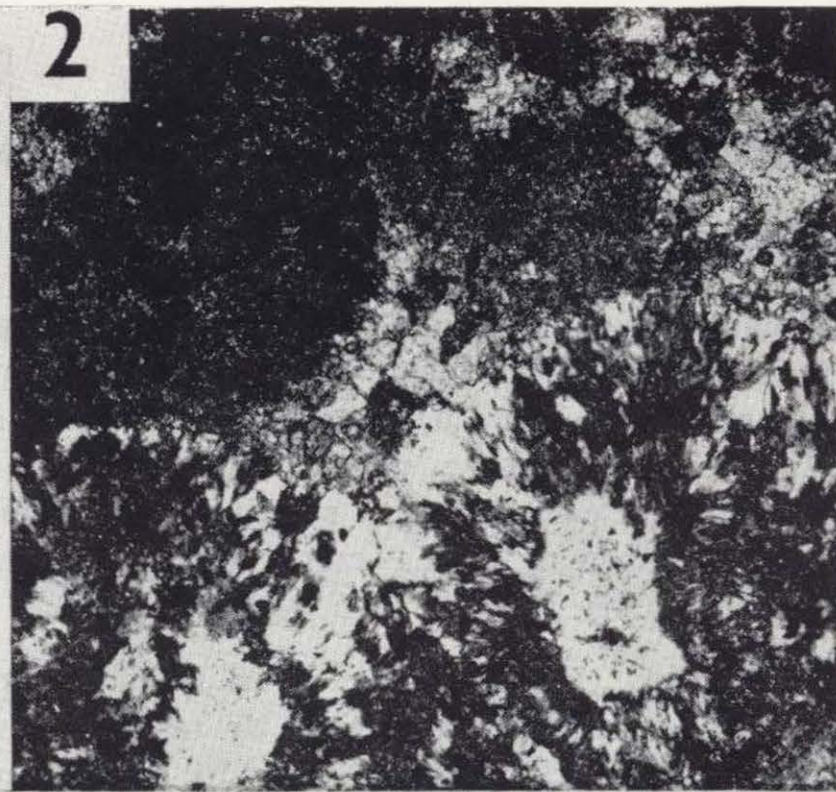
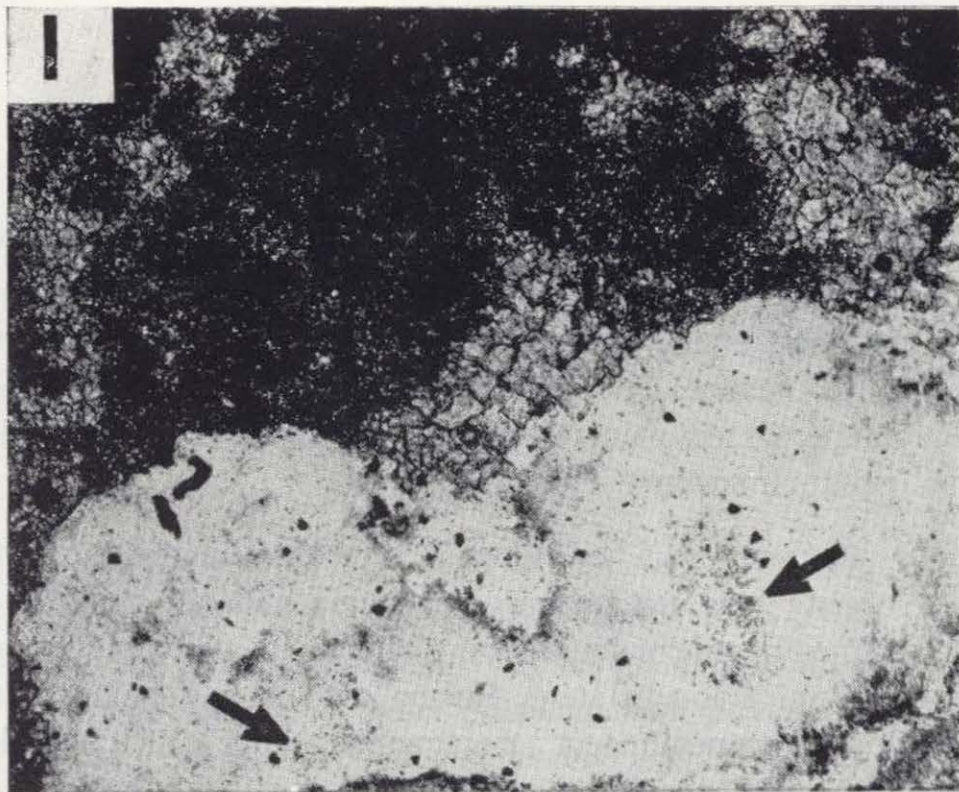
La asociación calcedonita-mosaicos de cuarzo es típica de ambiente calcáreo pobre en Mg, por lo que este tipo de sílex compuesto responde al ambiente geoquímico de su roca caja, micrita laminada con restos aislados de ostrácodos, caráceas y formas estromatolíticas poco desarrolladas.

El tipo de sílex compuesto se ha formado entonces por dos procesos diferenciados de silicificación. El primer proceso, que originó la parte cristalina, fue más intenso, porque no existen casi restos de la roca caja. Por otra parte, fue temprano, ya que quedó englobada la materia orgánica poco transformada y porque durante este proceso de silicificación tuvo lugar la cementación de los huecos primarios originados por la bioturbación. El segundo proceso de silicificación prosigue incluyendo al primer sílex constituido y origina, en la mayoría de los casos, el exterior de la forma nodular o capa que observamos actualmente. No existen pruebas de cuándo se produce la segunda silicificación, pero pensamos que ésta tiene lugar a continuación, dentro de la diagénesis temprana.

Considerando en conjunto los niveles de sílex homogéneo y compuesto vemos que en este episodio inferior hay asociaciones texturales de cuarzo que indican ambientes geoquímicos de sustitución muy distintos.

4.2.2. *Episodio superior*

Está constituido por numerosos niveles nodulares y nódulos de sílex, que aparecen con gran dispersión vertical dentro de la columna litológica (fig. 1, tramos B y C). Aunque en esta columna se han diferenciado litologías distintas (calizas, chalks, dolomías, chalks dolomíticos, margas, margas dolomíticas y arcillas sepiolíticas), los niveles de sílex se localizan preferentemente en las calizas y en las arcillas sepiolíticas.



Figuras 6.1 y 6.2. Microfacies de los nódulos en coliflor. Silicificación de nódulos de anhidrita, quedando restos de ella en el megacuarzo (flechas). Escala=250 μ (6.1) N //; (6.2) N X.

Figura 6.3. Microfacies de sílex cristalino. Materia orgánica y canales de bioturbación conservados dentro del sílex. Escala=250 μ . N //.

Figura 6.4. Microfacies de sílex mate. Se observa la estructura y muchos restos de la roca caja. Escala=250 μ . N //.

Figura 6.5 a) Megacuarzos reemplazando fragmentos algares, destacan sobre el cuarzo micro-criptocristalino que constituye la masa general del sílex. Escala=250 μ . N //.

Figura 6.5 b) Megacuarzos reemplazando fragmentos algares, destacan sobre el cuarzo micro-criptocristalino que constituye la masa general del sílex. Escala=250 μ . N X.

Figura 6.6. Contacto sílex mate (a) - sílex cristalino (b) encerrando la parte mate gran proporción de restos de la roca caja.

4.2.2.1. *Sílex en calizas*

En las calizas podemos definir diferentes tipos de sílex: homogéneo (fig. 3.5), compuesto (mate + cristalino) (fig. 3.6) y compuesto intraclástico (fig. 3.7). Por otra parte, alrededor de los nódulos de sílex, en la caliza se advierten aureolas de sílice blanca a veces con morfologías muy festoneadas (fig. 3.8).

Todos estos tipos de sílex están formados por mosaicos de cristales de cuarzo de tamaño variable (cripto, micro o macro), siendo las texturas fibrosas muy escasas. El tamaño de los cristales de cuarzo está muy influido por los componentes de la caliza, que son sustituidos. Así, en los fragmentos estromatolíticos u oncolitos, donde existe una laminación algar, se producen frecuentemente cristales de cuarzo de tamaño grande (fig. 6.5). El tamaño del cristal de cuarzo también aumenta cuando se sustituyen bioclastos cretácicos, fósiles dulceacuícolas o en algún caso estructuras atribuidas a microcodium.

Las texturas fibrosas, como ya hemos mencionado, son escasas y es difícil detectar los procesos de cementación. Se puede considerar que la textura fibrosa dominante es la quartzine, lo cual está de acuerdo con el ambiente geoquímico que implica muchas de las rocas caja, en las que se puede observar pseudomorfos calcáreos de cristales de yeso.

a) *Tipo homogéneo*

Se diferencia de su homólogo descrito en la sección anterior por presentar casi siempre aspecto mate, lo cual es consecuencia de los numerosos restos de la roca caja que todavía incluye (fig. 3.5). En ocasiones estos sílex presentan aspecto intraclástico debido a que se silicifican preferentemente y con mayor tamaño de cristal, ciertos componentes (fragmentos algares, pseudomorfos de yeso, etc.), que destacan dentro de una matriz formada por micrita y cuarzo micro-criptocristalino. En general, este tipo de sílex mate presenta en el exterior del nódulo una silicificación más intensa, siendo los restos de la roca caja casi inexistentes.

b) *Tipo compuesto*

Está constituido por dos formas nodulares que

se superponen, una de aspecto mate y otra cristalina (fig. 3.6). La parte mate reproduce mejor la estructura de la roca caja porque encierra muchos restos de ella, fundamentalmente micrita e intraclastos micríticos, que suelen ser silicificados posteriormente (fig. 6.6).

La parte cristalina está constituida mayoritariamente por un mosaico de cristales de cuarzo de tamaño microcristalino (entre 10 y 30 μ) y con extinción ondulante. Sobre este mosaico destacan los componentes preferentemente silicificados (fragmentos algares, fósiles..., etc.), que presentan mayor tamaño de cristal. Los restos de la roca caja son muy escasos.

Es difícil establecer criterios de contemporaneidad entre las dos partes. Parece ser que o son simultáneas y en un momento dado interfieren las dos formas nodulares, o el sílex cristalino es posterior al mate, porque aquél se adapta a la forma nodular mate que está enteramente constituida (fig. 3.6).

c) *Tipo compuesto intraclástico*

Se observó sólo en un nivel nodular. Dentro de las formas nodulares de sílex mate, el sílex cristalino se manifiesta como manchas de contornos nítidos y subangulosos que les da a veces aspecto clástico. Normalmente están englobados por el sílex mate, pero en ocasiones una parte del «clasto» cristalino puede aparecer fuera de la forma globular, directamente en la caliza que constituye la roca caja. La parte mate tiene las características generales ya descritas y puede presentar una estructura laminar atribuida a un estado precursor geliforme (laminación Liesegang, BUSTILLO, 1984). La adaptación de esta laminación, a la parte cristalina (fig. 6.7), es consecuencia de la diferente plasticidad de las dos partes ante el proceso de compactación (BUSTILLO y ESCORZA, 1984). La parte mate laminada más plástica se adapta a la parte cristalina formada anteriormente y que se comporta de una forma más rígida.

Lateralmente, este tipo de sílex compuesto puede tomar el aspecto usual no intraclástico, considerándose que la parte cristalina es previa porque suele estar englobada por la mate.

Petrográficamente, en la parte cristalina aparece la asociación calcedonita-cuarzo micro y crip-

tocristalino. Esta asociación no se ha observado en ningún otro nivel de este episodio, y es la asociación típica de las sustituciones en ambiente calcáreo pobre en Mg.

d) *Aureolas blancas* (fig. 3.8)

Están constituidas por cuarzo y ópalo C-T, aunque cuando presentan alteración superficial en el exterior del nódulo el ópalo C-T se disuelve y estas aureolas aparecen sólo constituidas por cuarzo. Los restos de la roca caja son casi inexistentes. El hecho de que las aureolas sólo aparezcan en los nódulos del techo de la serie de Torremocha, que son los más modernos, nos hace pensar que estas aureolas, todavía con ópalo C-T, son precursoras de sílex cristalino. Pensamos entonces que si las aureolas fueran más antiguas, habrían envejecido y se constituiría un sílex compuesto, como se ve en los niveles nodulares inferiores.

4.2.2.2. *Sílex en arcillas sepiolíticas*

En las arcillas sepiolíticas los nódulos de sílex están constituidos mayoritariamente por ópalo C-T y por algo de cuarzo. Encierran también cantidades variables de sepiolita. La asociación sepiolita-nódulos de ópalo es altamente frecuente en sedimentos continentales y es explicada dentro del contexto de una sedimentación química básica (MILLOT, 1967; BUSTILLO, 1976).

La existencia de muy poca cantidad de cuarzo dentro de estos nódulos es lógico si tenemos en cuenta que la presencia de arcillas retarda la transformación del ópalo C-T en cuarzo (VON RAD, 1979). Esta transformación ha tenido lugar, sin embargo, en los nódulos incluidos en las calizas, que están formados exclusivamente por cuarzo, a excepción de las aureolas.

El momento en que se producen las silicificaciones de las calizas del nivel superior es difícil de definir. No obstante, pensamos que son también diagenéticas tempranas debido a dos hechos fundamentales:

- 1) Cuando se produce la silicificación, la materia orgánica está todavía poco transformada porque influye condicionando zonas preferentes de silicificación y el tipo de textura de cuarzo resultante.

- 2) Su asociación con ambientes sedimentarios, donde existen otros sedimentos ricos en sílice, como son las sepiolitas.

5. **ASOCIACIONES DE FACIES - AMBIENTES DE SEDIMENTACION**

Las facies preferentes donde se han localizado los procesos de silicificación son: facies de calizas homogéneas y facies de arcillas sepiolíticas. Dichas facies se encuentran asociadas a otros tipos de facies (fig. 5). La mayoría de estas asociaciones de facies son interpretadas como episodios de sedimentación lacustre de retracción (ARRIBAS, 1984), ya que en sentido vertical presentan una evolución desde facies lacustres de mayor o menor profundidad, correspondientes a las zonas centrales del lago (carbonatos no coherentes) a facies lacustres litorales más someras (carbonatos coherentes), pudiendo estas últimas presentar procesos de pedogénesis (FREYET y PLAZIAT, 1982).

Estos episodios de sedimentación lacustre de retracción se producen por una desecación paulatina de la cuenca lacustre, lo cual genera una migración lateral de las facies marginales hacia el centro de la cuenca.

Por otra parte, se encuentran además pequeños impulsos expansivos dentro de determinadas asociaciones de facies de tendencia retroactiva (figuras 5.2 y 5.5). Así, se observa que la asociación caliza oquerosa-caliza homogénea con nódulos de sílex (asociación núm. 2) y brecha calcárea-caliza homogénea con nódulos de sílex (asociación número 5), representan pequeños impulsos expansivos dentro de un contexto general retroactivo. Estos episodios de sedimentación lacustre de expansión son muy escasos, y se producen a consecuencia de una subida en el nivel del agua dentro de la cuenca lacustre. Suelen ir relacionadas a descargas detríticas de los abanicos aluviales adyacentes.

Dentro de las asociaciones de facies de tendencia retroactiva según la mineralogía, quedan reflejados dos ambientes de formación:

- a) Ambiente calcítico.
- b) Ambiente calcítico-dolomítico.

a) *Ambiente calcítico*

Quedaría representado por las asociaciones de facies núms. 1, 2 y 3 (fig. 5). Existen sólo litologías calcíticas (chalks, calizas, margas), que incluyen a fósiles lacustres (gasterópodos, ostrácodos, filamentos algares, caráceas, etc.) e intraclastos. Las calizas homogéneas presentan microfacies de micritas con fauna límnic (con o sin bioturbación) y micritas con intraclastos. Estas facies reflejan una sedimentación lacustre tranquila de mayor o menor profundidad (KELTS y HSÜ, 1978; DEAN and FOUCH, 1983). En ocasiones se detectan niveles de calizas con estructuras prismáticas verticales y huellas de raíces, que se disponen encima de los niveles de calizas con nódulos de sílex (fig. 5.1), representando periodos de pedogénesis ligados a los términos finales de ciertas asociaciones.

b) *El ambiente calcítico-dolomítico*

Estaría representado por las asociaciones de facies núms. 4 y 5 (fig. 5). La mineralogía de las facies que integran estas asociaciones es tanto calcítica (calizas, brecha calcárea) como dolomítica (dolomías, chalks dolomíticos, margas dolomíticas), correspondiendo las facies calcíticas (calizas homogéneas con nódulos de sílex) con los términos superiores de los episodios de retracción lacustre sin exposición subaérea. Las calizas homogéneas con nódulos de sílex presentan microfacies de micritas con pseudomorfo de yeso y micritas con laminación algal. La presencia de pseudomorfos lenticulares de yeso indicaría la existencia de fluidos intersticiales ricos en sulfatos dentro del sedimento carbonatado. La textura de los carbonatos dolomíticos corresponde a dolomicritas finas homogéneas. No se observan frentes de dolomitización, sino que tanto las dolomicritas como los chalks dolomíticos o las margas dolomíticas forman capas o niveles continuos.

En episodios de retracción lacustre, los sedimentos calcíticos (calizas homogéneas con nódulos de sílex) progradarían sobre las facies más profundas lacustres (chalks dolomíticos y margas dolomíticas laminadas).

La formación de dolomita dentro de un modelo lacustre con tendencia regresiva, es frecuentemente explicada en un ambiente de playa-lake.

La dolomita se encontraría junto con otros tipos de minerales evaporíticos, formando los términos finales de secuencias de sedimentación regresiva (WOLFBauer and SURDAM, 1974; SURDAM and STANLEY, 1979). En nuestro caso no existen criterios sedimentológicos para considerar un playa-lake, por lo que pensamos que estamos en una formación de dolomita penecontemporánea, bajo la lámina del agua, dentro de un ambiente lacustre. MULLER et al. (1972), establecen diferentes parámetros geoquímicos que gobiernan la formación de dolomita en ambiente lacustre. En nuestras rocas es difícil explicar el hecho de que los términos calcíticos aparezcan sobre los sedimentos con dolomita, representando las etapas finales de las secuencias regresivas. KELTS y HSÜ (1979) ponen de manifiesto la problemática de la dolomía lacustre, reconociendo la falta de modelos adecuados.

Tanto para el ambiente calcítico como para el calcítico-dolomítico, las calizas homogéneas representan facies lacustres generadas «in situ» a partir de precipitación de carbonato cálcico, tanto a través de procesos biológicos como físico-químicos. Estos carbonatos lacustres progradarían hacia el centro del lago sobre sedimentos lacustres más profundos, dentro de episodios de sedimentación retroactiva (o de somerización), en un modelo de sedimentación cuya evolución es similar a la descrita por TREESE and WILKINSON (1982) y DEAN y FOUCH (1983).

Secuencias de retracción lacustre con procesos de silicificación han sido estudiadas por MOULINE (1983). Dicho autor describe un tipo de silicificación primaria contemporánea al depósito de los sedimentos lacustres carbonatados. En este caso, los procesos de silicificación tendrían lugar después de una fase de depósito de materia orgánica, y después de una retracción general de las aguas lacustres. Las calizas con procesos de silicificación se encontrarían formando los términos finales de secuencias lacustres retroactivas, como en nuestro caso.

6. GENESIS DEL SILEX, DOLOMITIZACION Y NEOFORMACION DE ARCILLAS

El análisis de las litologías carbonáticas, asociaciones de facies y características petrológicas

del sílex nos hace considerar dos modelos diferentes de silicificación (figs. 7 y 8), partiendo de la característica común de que tanto las aguas lacustres someras como los mantos freáticos pueden presentar una concentración en sílice relativamente alta. La sílice provendría de la alteración, en etapas húmedas, de los minerales silicatados que constituyen las áreas madre circundantes (Sistema Central). No es una alteración fuerte, como lo revela la presencia de fragmentos de feldespatos en los mantos detríticos, pero es suficiente para liberar cierta proporción de sílice, que luego se incrementará por los procesos de evaporización en los ambientes lacustres muy someros y en la parte superior de los mantos freáticos.

En el modelo A (fig. 7), que lo aplicamos a Baidés (A₁) y al nivel inferior de Torremocha (A₂) hay que considerar sólo el proceso de silicificación, que pensamos que está relacionado con variaciones verticales del nivel freático en etapas áridas. Junto a los procesos de sustitución de la calcita por la sílice existen frecuentemente cementaciones que en algún caso al ser estalactíticas revelan el ambiente vadoso. En la cementación de huecos se combinan texturas muy diferentes de cuarzo (quartzine, calcedonita, megacuarcos..., etc.), hecho que es frecuente en las silcretas, debido a que el ambiente geoquímico puede variar mucho.

Cuando los mantos freáticos están cerca de la superficie, las fluctuaciones en su nivel son muy críticas para los procesos de silicificación (SUMMERFIELD, 1982). Así, las aguas freáticas ricas en sílice al llegar cerca de la superficie se ven afectadas por un PH diferente, por la presencia de determinados iones o componentes orgánicos que pueden provocar la precipitación de sílice, y por la evaporación. En el nivel inferior de Torremocha (A₂), además del horizonte calcáreo donde se produce la silicificación general, se silifican selectivamente unos nódulos de anhidrita que se localizan a un metro por debajo, debido a que localmente en estos puntos se produce también un ambiente geoquímico favorable. De esta manera, además de los niveles nodulares típicos, aparecen «los nódulos en coliflor», que como son debidos a una característica local del substrato (presencia de nódulos de anhidrita) no se repiten en ningún otro punto.

En el modelo B (fig. 8), hay que considerar tres procesos: silicificación, dolomitización y neoformación de arcillas magnesianas (palygorskita fundamentalmente), aunque a veces sólo existen procesos de silicificación (B₁).

En una primera fase, cuando el espesor de la lámina de agua es mayor, se forman las facies de chalk. La concentración en sílice del lago es todavía pequeña, y la sílice que ha quedado englobada en el agua intersticial del chalk, no es capaz de silicificar en una etapa diagenética temprana. Únicamente se pueden producir neoformación de arcillas magnesianas, si hay suficiente concentración en silicio y magnesio y existen precursores aluminicos.

Debido a la desecación, la profundidad de la lámina de agua va disminuyendo y la concentración en sílice va aumentando. En una segunda etapa, cuando se forma la caliza más litoral la concentración de sílice en el agua ya es alta. El agua intersticial que queda atrapada en el sedimento, en las primeras etapas de la diagénesis puede producir la silicificación, facilitada por el hecho de que la sílice no es captada para formar arcillas magnesianas.

El caso B₂ explica, en conjunto, la mayoría de las litologías del nivel superior de Torremocha de Jadraque (dolomías, arcillas magnesianas..., etc.). Se ha tenido en cuenta para su elaboración los siguientes hechos:

- 1) Silicificación y dolomitización parecen ser dos procesos excluyentes. El proceso de dolomitización afecta en general a los sedimentos no coherentes que son interpretados como más profundos y en menor proporción a las calizas coherentes litorales. La silicificación, sin embargo, afecta sólo a las calizas coherentes litorales y nunca coincide con los tramos de éstas, que están dolomitizadas.
- 2) Pueden coexistir las arcillas magnesianas con la dolomita, siendo más patente en las facies de margas dolomíticas.
- 3) Las silicificaciones se localizan en las calizas homogéneas, cuyas facies son las que poseen menor proporción de minerales de la arcilla. De acuerdo con UPCHURCH et al. (1982) si existe sílice libre y magnesio en un ambiente donde hay un precursor aluminico (en nuestro caso podrían ser las esmectitas), inicial-

mente se producen las neoformaciones de pargorskita y posteriormente se produce la silicificación, si hay exceso de sílice. Ello nos hace pensar que las silicificaciones se producen en estas calizas, facilitado por el hecho de que no hay componentes aluminicos capaces de gastar sílice para producir arcillas magnesianas neoformadas, como sucede en las facies margosas.

- 4) No existen criterios que indiquen subaerismo, o ambiente vadoso, por lo que consideramos

que todos estos procesos se realizan en ambiente diagnético temprano bajo la lámina de agua (procesos penecontemporáneos).

Según lo expuesto anteriormente en el modelo B₂, consideramos que hay en una primera fase formación de chalk. Debido a que existe determinada proporción de Mg y Si en el medio se produce penecontemporáneamente y/o en los primeros estadios de la diagénesis dolomitización y/o neoformación de arcillas magnesianas, a partir del chalk primitivo. En una segunda fase, debido

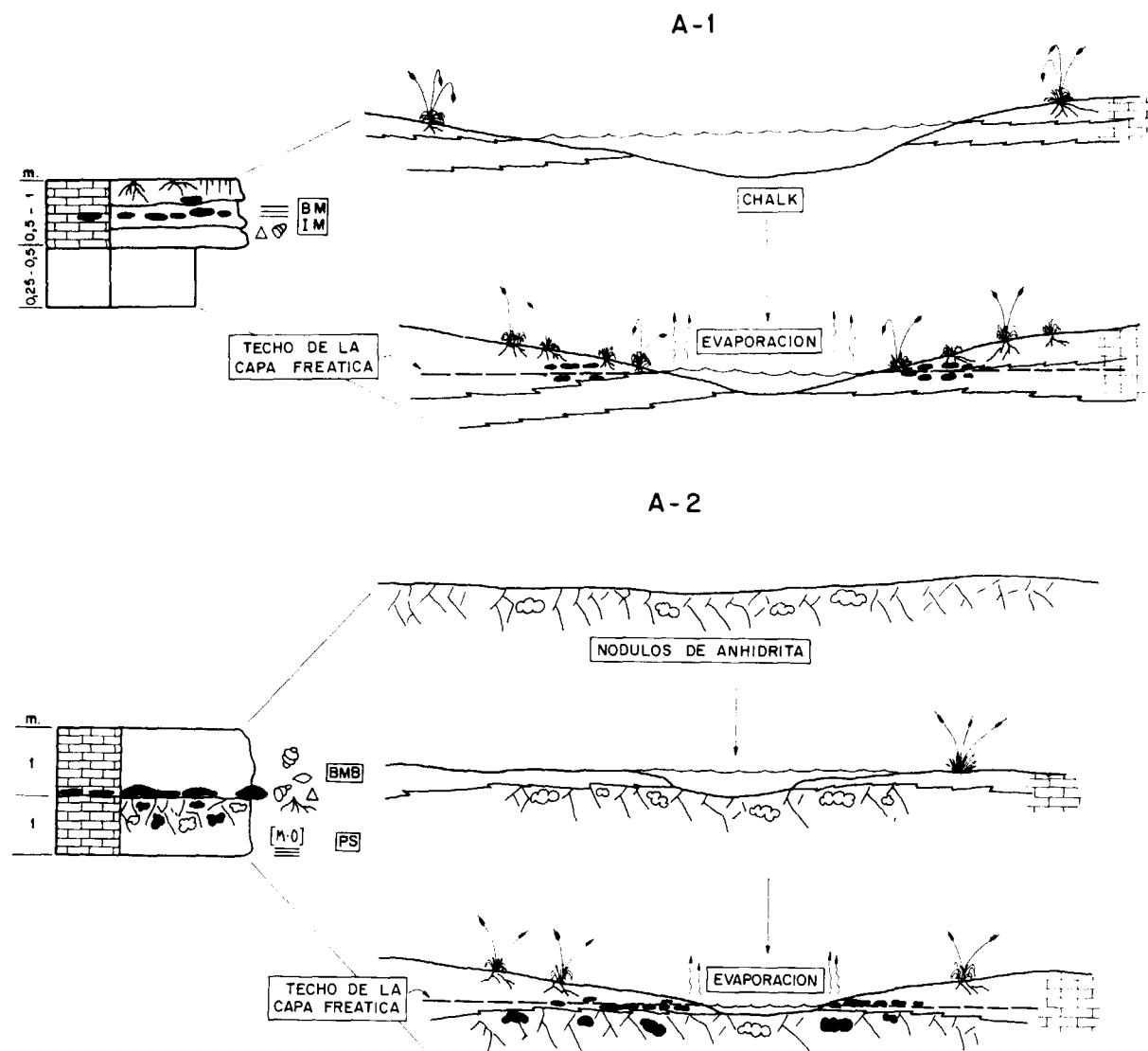


Figura 7. Modelo A. Procesos de silicificación en ambiente vadoso, a techo de la capa freática en etapas áridas (ver discusión en el texto).

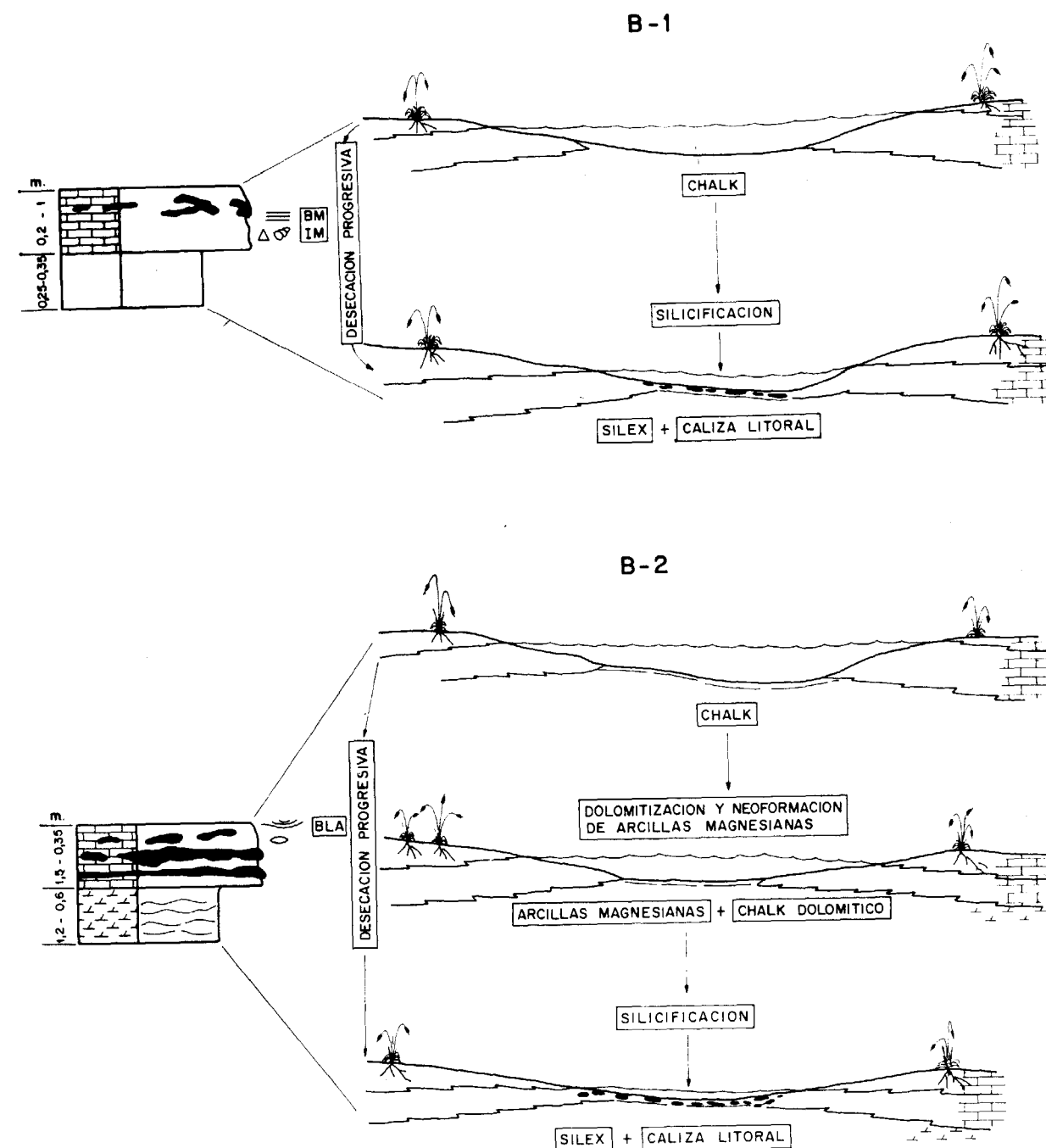


Figura 8. Modelo B. Procesos de silicificación penecontemporánea, bajo lámina de agua de espesor reducido (episodios de retracción lacustre).

a la desecación, el espesor de la lámina de agua es pequeña y se originan calizas más litorales, entre las que aparecen cristales lenticulares de yeso. La concentración en sílice es alta, y el agua

intersticial atrapada en el sedimento, es capaz de producir silicificación, facilitado por el hecho de que no se ha consumido sílice por la neoformación de arcillas. En los dos modelos, la mate-

ria orgánica jugaría un papel importante en la precipitación de la sílice. Según BIRNBAUM y WIREMAN (1984) la descomposición de la materia orgánica en ambientes edáficos y acuáticos produce componentes del carbón que favorecen el crecimiento de bacterias cuya actividad metabólica origina microambientes en los que se facilitan los procesos de silicificación.

7. CONCLUSIONES

— Los nódulos y capas nodulares de sílex incluidos en los sedimentos paleógenos carbonáticos del borde septentrional de la Cuenca del Tajo, se encuentran dentro de los términos superiores de las asociaciones de facies de tendencia retroactiva.

— Los sílex se han originado por un proceso de silicificación, bajo dos ambientes distintos: vadoso (modelo A) y diagenético temprano, bajo lámina de agua (modelo B). El carácter común a los dos modelos es la presencia en el agua intersticial de los sedimentos carbonáticos, y en las aguas freáticas superficiales, concentraciones en sílice superiores a las normales, como consecuencia de la fuerte evaporación que tiene lugar en las etapas áridas.

— En ambiente vadoso (modelo A) sólo existen fenómenos de silicificación, relacionados con variaciones de la parte superior del manto freático. Debido a ello los chert se intercalan en secuencias carbonáticas donde es frecuente observar brechas calcáreas palustres, bioturbación pedogenética..., etc.

— En el ambiente diagenético temprano, bajo lámina de agua (modelo B), además de los procesos de silicificación, hay dolomitización y neoformación de arcillas magnesianas (polygorskita fundamentalmente). Debido a la relativa poca disponibilidad en sílice del medio, si tiene lugar la neoformación de arcillas magnesianas, la silicificación no se produce. Todo el conjunto de rocas resultantes caracterizan la denominada «sedimentación química básica» (MILLOT, 1964).

— Un carácter común en los sílex paleógenos es la presencia de sílex compuestos, en el sentido de que en una misma forma nodular coexisten dos clases de sílex (mate y cristalino). Ello es debido a que las silicificaciones se realizan en eta-

pas sucesivas, y en cada etapa la disponibilidad en sílice del ambiente geoquímico es diferente.

— En ambos modelos, el factor fundamental que determina, en general, la disolución de la caliza y la precipitación de la sílice, son las variaciones de PH, condicionadas en estos ambientes superficiales por la descomposición de la materia orgánica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la doctora Mercedes Doval, del Departamento de Cristalografía y Mineralogía, por la identificación mineralógica de arcillas en difracción de Rayos-X.

BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, M.^a E.; DÍAZ, M.; LÓPEZ, N., y PORTERO, J.: *El abanico aluvial Paleógeno de Beña de Sorbe (Cuenca del Tajo): Facies, Relaciones espaciales y evolución*. X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 134-139 (1983).
- ARRIBAS, M.^a E.: *Facies and sequences in lacustrine carbonates: Paleogene of NE sector of the Tertiary Tajo Basin (Spain)*. 5ème Congrès Européen de Sédiméologie (Marseille) (1984).
- BIRNBAUM, S. J., y WIREMAN, J. W.: *Bacterial sulfate reduction and PH: implications for early diagenesis*. Chemical Geology, 43:143-151 (1984).
- BUSTILLO, M.^a A.: *Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 32:451-497 (1976).
- BUSTILLO, M.^a A.: *Ageing features in inorganic continental opals*. Estudios Geol., 38:335-344 (1983).
- BUSTILLO, M.^a A.: *Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno Medio al Sur de Villaluenga (Toledo)*. Estudios Geol., 40:137-151 (1984).
- BUSTILLO, M.^a A., y SORIANO, J.: *Texturas «primarias» y diagenéticas en los ópalos miocenos de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 36:349-360 (1980).
- BUSTILLO, M.^a A., y ESCORZA, C.: *Estructuras primarias y de deformación en rocas opalinas del Mioceno Medio (Toledo)*. I Congreso Español de Geología, 1:159-171 (1984).
- CHOWNS, T. M., y ELKINS, J. E.: *The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules*. J. Sediment. Petrol., 44:885-903 (1974).
- DEAN, W. E., and FOUCH, T. D.: *Lacustrine Environment*. Cap. 2 in: *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir, 33 (1983).

- DÍAZ MOLINA, M., y LÓPEZ MARTÍNEZ, N.: *El Terciario Continental de la Depresión Intermedia (Cuenca)*. Bioestratigrafía y Paleogeografía. Estudios Geol., 35:149-160 (1979).
- EUGSTER, H. P., y SURDAM, R. C.: *Depositional environment of the Green River formation of Wyoming: A preliminary report*. Geol. Soc. America. Bull., 84:1115-1120 (1973).
- FOLK, R., y PITTMANS, S.: *Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites*. J. Sediment. Petrol., 41:1045-1058 (1971).
- FREYET, P., y PLAZIAT, J. C.: *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis*. Contributions to Sedimentology, 11:216 pp. Schweizerbart Verlagsbuch (1982).
- GEVIN, P.; MONGEREAU, N., y TRUC, G.: *La hamada du Dra. (Sahara Algerien, Frontiere Algero-Marocaine)*. Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 4:305-319 (1975).
- KASTNER, M.: *Length-slow chalcedony: the end of the new testament*. Trans. Am. Geophys. Un., 61:399 pp. (1980).
- KELTS, K., and HSÜ, K. J.: *Freshwater Carbonate Sedimentation*. «Cap. 9 in: A. Lerman (ed.): Lakes: Chemistry, Geology, Physics, Springer Verlag, New York, 295-323 (1978).
- MILLIKEN, K. L.: *The silicified evaporite syndrome*. J. Sediment. Petrol., 41:245-256 (1979).
- MILLOT, P.: *Géologie des argiles, altérations, sédimentologie, géochimie*. Masson et Cia., Paris, 499 pp. (1964).
- MILLOT, P.: *Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des facies sédimentaires*. Sedimentology, 8:259-280 (1967).
- MOULINE, M. P.: *Les accidents siliceux dans les calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois*. Bull. Soc. Geol. France, 7, 25, núm. 1:51-58 (1983).
- MÜLLER, G.; IRION, G., and FÖRSTNER, U.: *Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment*. Naturwissenschaften, 59:158-164 (1972).
- POMAR, L.; GINÉS, A., y FONTARNAU, R.: *Las cristalizaciones freáticas*. Endine, 3:3-25 (1976).
- PORTERO GARCÍA, J. M., y AZNAR AGUILERA, J. M.: *Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo)*. I Congreso Español de Geología, III:253-263 (1984).
- VON RAD, U.: *SiO₂ Diagenese in tief seessedimenten*. Geol. Rundschau, Heft 3, Band 68:1025-1037 (1979).
- SUMMERFIELD, M. A.: *Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid Southern Africa*. Aridic Soils and Geomorphic Processes. Catena Supplement 1, Braunschweig 1982. Ed. Dan H. Yaalon, 37-65 pp. (1982).
- SURDAM, R. C., and STANLEY, K. O.: *Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene Lake Gosiute, Wyoming*. Bull. Geol. Soc. Am., 90:93-110 (1979).
- TREESE, K. L., y WILKINSON, BR. M.: *Peat-marl deposition in a Holocene paludal-lacustrine basin. Sucker lake, Michigan*. Sedimentology, 29:375-390 (1982).
- UPCHURCH, S. B.; STROM, R. N., y NUCKELS, M. G.: *Silicification of Miocene Rocks from Central Florida*. En: T. M. Scott y S. B. Upchurch (eds.): *Miocene of the Southeastern United States, Florida*. Bur. Geol. Sp. Pub. 25:251-258 (1982).
- WATTS, N. L.: *Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis*. Sedimentology, 27:661-686 (1980).
- WOLFBauer, C. A., and SURDAM, R. C.: *Origin of no marine dolomite in Eocene Lake Gosiute, Green River Basin, Wyoming*. Geological Society of America Bulletin, 85:1733-1740 (1974).

Recibido: mayo de 1985.